

大気海洋結合モデルの感度実験：下層雲が海面水温に及ぼす影響

著者	飯塚 聡, 松浦 知徳, 千葉 長, 杉 正人
雑誌名	防災科学技術研究所 研究報告
巻	58
ページ	53-60
発行年	1998-03
URL	http://doi.org/10.24732/nied.00001088

大気海洋結合モデルの感度実験：下層雲が海面水温に及ぼす影響

飯塚 聡*・松浦知徳**・千葉 長**・杉 正人***

A Sensitivity Experiment of a Coupled Ocean-atmosphere GCM : Impacts of Marine Stratus on Sea Surface Temperatures

By

Satoshi IIZUKA*, Tomonori MATSUURA**, Masaru CHIBA**, Masato SUGI***

**Atmospheric and Hydrospheric Science Division,
National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Japan
Current Affiliation : Climate Variations Research program, Frontier Research
System for Global Change Institute for Global Change Research*

***Atmospheric and Hydrospheric Science Division,
National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Japan*

****Climate Research Department, Meteorological Research Institute, Japan*

Abstract

We developed a coupled ocean-atmosphere model. The atmospheric component is a spectral model used as a forecasting model at the Japan Meteorological Agency. The oceanic component is a model developed at the National Oceanic and Atmospheric Administration Geophysical Fluid Dynamics Laboratory/Princeton University. The coupled model was integrated for 12 years. It simulates a realistic annual mean sea surface temperature (SST) distribution. However, the simulated SST in the eastern Pacific is too warm during the boreal winter and spring, and so the zonal contrasts of SST are less than observations. This may be partially due to overestimation of incoming short wave radiation at the sea surface over the eastern tropical Pacific, since the model does not evaluate the amount of marine stratus which reduces surface short wave radiation.

In order to explore the effect of marine stratus on SST in the coupled model, we evaluated the amount of marine stratus from a vertical profile of moisture below 850 hPa. We changed the albedo coefficient calculated on the basis of the amount of artificial marine stratus to reduce the short wave radiation at the sea surface. The result shows that the zonal contrast in SST over the eastern South Pacific is greater than that without stratus. Such changes also modify the seasonal march of the simulated intertropical convergence zone (ITCZ) in the eastern tropical Pacific. This simple experiment suggests that clouds have an impact on the distribution of SST in a coupled model.

Key Words : Coupled ocean-atmosphere model, Stratus, SST, ITCZ

*防災科学技術研究所 気圏・水圏地球科学技術研究部
現在：地球フロンティア研究システム, 気象変動予測
研究領域

**防災科学技術研究所 気圏・水圏地球科学技術研究部

***気象研究所 気候研究部

1. はじめに

東部熱帯太平洋の海面水温は赤道に関して非対称で、赤道の南側の方が北側に比べて一年中低くなっている(図 1)。また、積雲対流の活動が活発で降水量の多い熱帯収束帯 (ITCZ) も、一年中赤道の北側に位置する(図 2, 3)。しかしながら、現在のどの大気海洋結合モデルも、

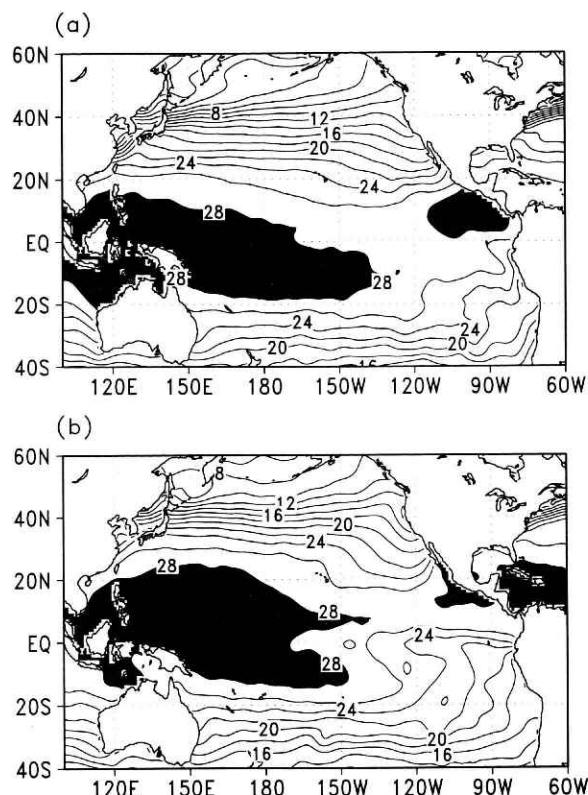


図1 4月(a)と10月(b)の海面水温の観測値 (Levitus, 1982). 等直線の間隔は 2°C . ハッチは 28°C 以上の領域を表わす.

Fig. 1 The observed sea surface temperatures (Levitus, 1982) for (a) April and (b) October. Contour interval is 2°C , with shading $>28^{\circ}\text{C}$.

東部熱帯太平洋における海面水温の南北非対称性が一年中維持されることはなく、モデルの ITCZ は一年中両半球に位置し続けるか、もしくは季節的に夏半球側へと移動してしまう問題を持つ (Mechoso *et al.*, 1996).

防災科学技術研究所では、平成3年度より特別研究「全球水文過程における災害予測に関する研究」の中で、大気海洋結合モデルの開発を進めてきた。図4は、防災科学技術研究所の結合モデルで再現された4月と10月の海面水温の分布を示したものである。概ね観測と近いパターンが結合モデルで再現されているが、北半球の冬から春には、東部熱帯太平洋の海面水温は観測よりも高く、南太平洋での温度の東西傾度が小さくなる。また、赤道の北側よりも南側の方で海面水温が暖かくなっている。図5は防災科学技術研究所の結合モデルで再現された4月と10月の降水量の分布を、図6は東部熱帯太平洋における降水量の季節変化を示したものである。観測では、東部熱帯太平洋の ITCZ は一年を通して北半球側に位置するが、結合モデルの ITCZ は北半球の冬から春にかけて南半球側に移動してしまう。

Xie and Philander (1994), Xie (1994) は、東部太平洋熱帯域における大気及び海洋の南北非対称性の形成に

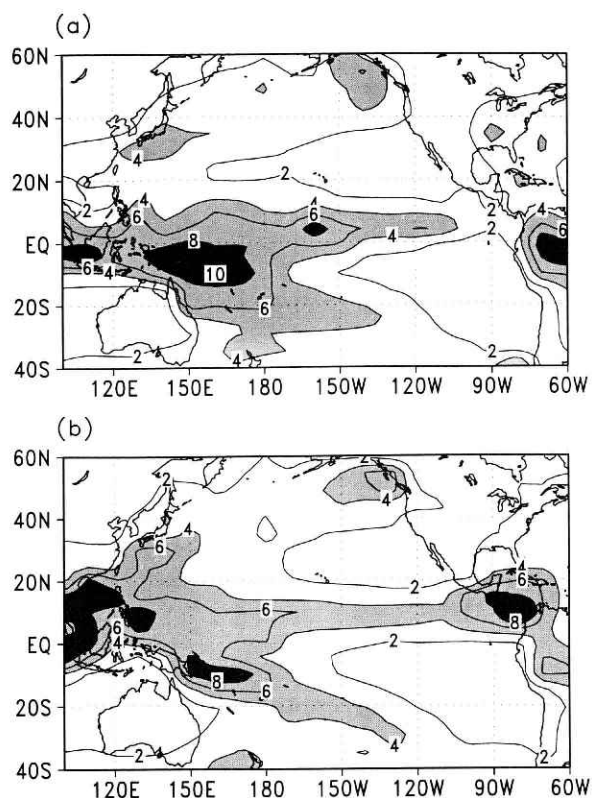


図2 4月(a)と10月(b)の降水量の観測値 (Jaeger, 1976). 等直線の間隔は 2mm/day . 薄いハッチは 4mm/day 以上、濃いハッチは 8mm/day 以上の領域を表わす.

Fig. 2 The observed precipitation (Jaeger, 1976) for (a) April and (b) October. Contour interval is 2mm/day , with light shading $>4\text{mm/day}$ and dense shading $>8\text{mm/day}$.

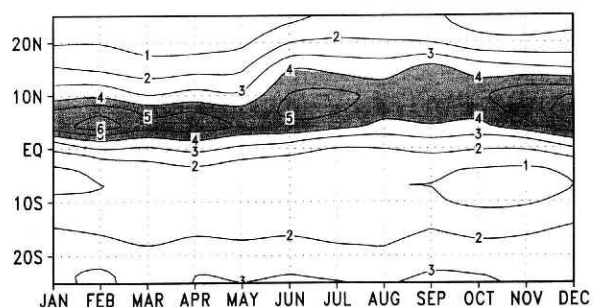


図3 東部熱帯太平洋 (150°W - 100°W) における降水量の季節変化 (Jaeger, 1976). 等直線の間隔は 1mm/day . ハッチは 4mm/day 以上の領域を表わす.

Fig. 3 The seasonal march of precipitation in the eastern tropical Pacific (150°W - 100°W) for observation (Jaeger, 1976). Contour interval is 1mm/day , with shading $>4\text{mm/day}$.

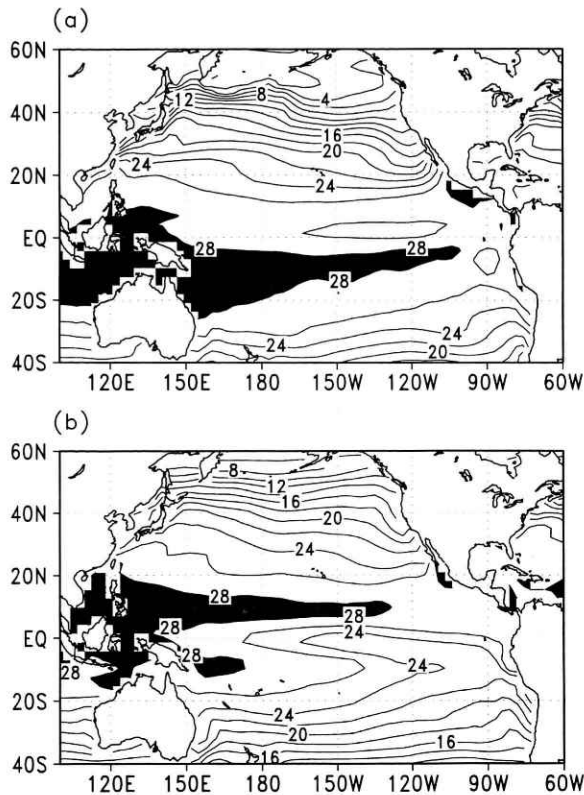


図4 結合モデルで再現された12年目の4月(a)と10月(b)の海面水温。等値線の間隔は2°C。ハッチは28°C以上の領域を表わす。

Fig. 4 Sea surface temperatures simulated in the coupled model for (a) April in year 12 and (b) October in year 12. Contour interval is 2°C, with shading >28°C.

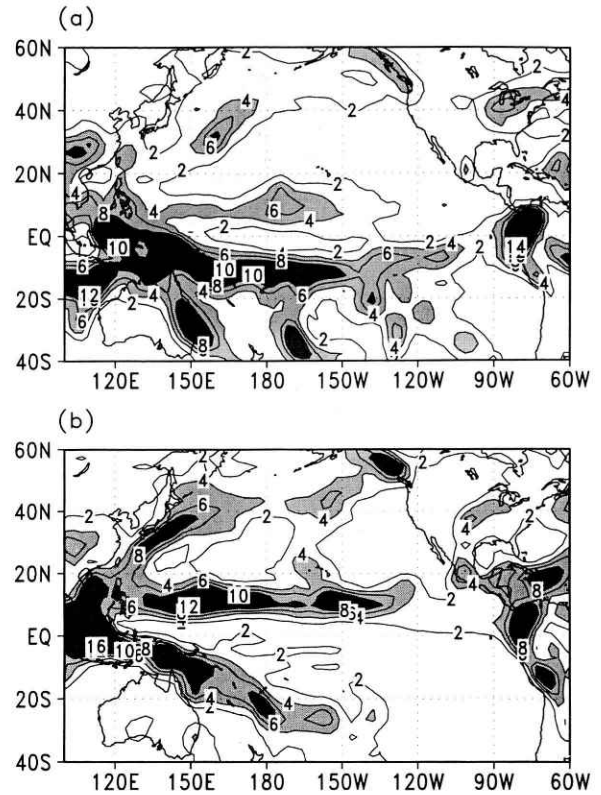


図5 結合モデルで再現された12年目の4月(a)と10月(b)の降水量。等値線の間隔は2 mm/day。薄いハッチは4 mm/day以上、濃いハッチは8 mm/day以上の領域を表わす。

Fig. 5 Precipitation simulated in the coupled model for (a) April and (b) October. Contour interval is 2mm/day, with light shading >4mm/day and dense shading >8mm/day.

において、潜熱—風速フィードバック機構が働いていると指摘している。さらに、Xie(1996)は、潜熱—風速フィードバック機構を考慮した場合、東岸の南北非対称な構造が増幅しながら西へ伝播していくことを示している。Philander *et al.* (1996)は、海陸分布の南北非対称性が、東岸付近の風速やそれに伴う沿岸湧昇による海面冷却の南北非対称性を生み出し、その影響は潜熱—風速フィードバック機構によって数千キロも離れた西まで伝わる可能性があることを示している。しかし、現実的な大気海洋結合モデルは、東部太平洋の南北非対称な陸岸地形や潜熱—風速フィードバック機構を含んでいるにも関わらず、海面水温の南北非対称性の再現に成功していない。図7は、観測及び大気モデルの4月の海面での短波放射量をそれぞれ示したものである。大気モデルから見積もられた海面での短波放射量は、観測に比べて南米西岸沖で特に多い。この問題の要因として、下層雲による日射の遮断効果が大気モデルに組み込まれていないことが考えられ、その結果、モデルの東部太平洋における南北非対称性が崩れていると考えられる。本報告書では、海洋性の下層雲による日射の遮断効果が、大気海洋結合モデルの海面水温に及ぼす影響について報告する。

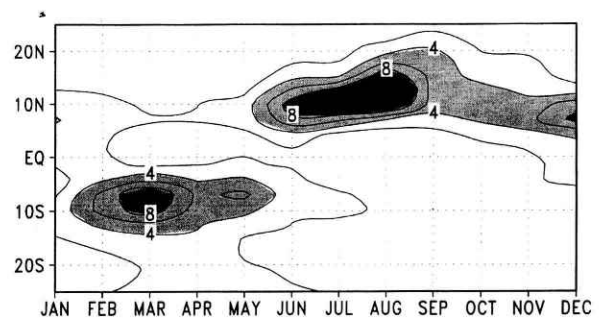


図6 結合モデルで再現された東部熱帯太平洋(150°W–100°W)における降水量の季節変化。等値線の間隔は2 mm/day。薄いハッチは4 mm/day以上、濃いハッチは8 mm/day以上の領域を表わす。

Fig. 6 The seasonal march of precipitation in the eastern tropical Pacific (150°W–100°W) for the coupled model in year 12. Contour interval is 2mm/day, with light shading >4mm/day and dense shading >8mm/day.

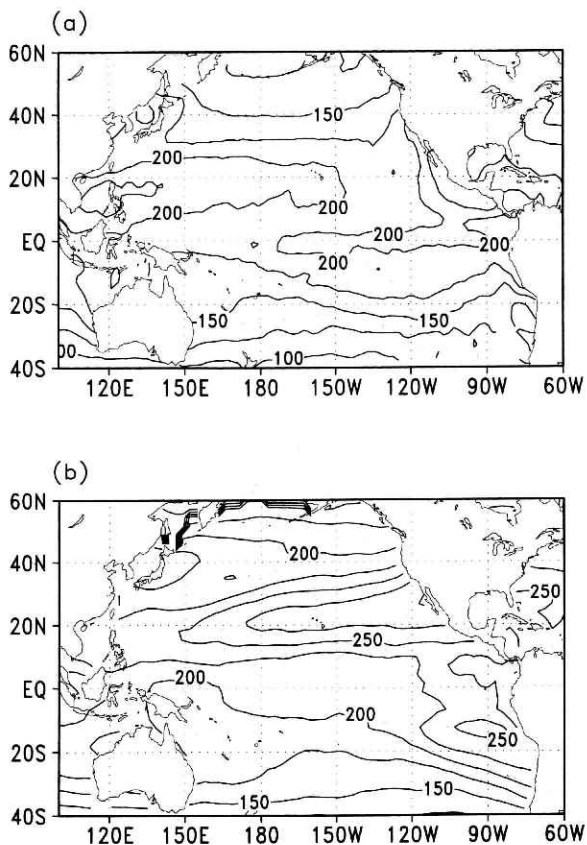


図7 4月の正味の向下き放射量。等値線の間隔は25 W/m²。(a)観測値(Oberhuber, 1988)。(b)大気モデル。

Fig. 7 The net downward radiation in April for (a) observation (Oberhuber, 1988) and (b) AGCM. Contour interval is 25 W/m².

2. モデルと実験方法

2.1 結合モデル

大気海洋結合モデルの大気部分は、気象庁で現業の予報モデルとして用いられていた全球スペクトル・モデル(GSM 8911)を、長期積分を容易にするために低解像度(T 42 L 21)に変更したものである(Sugi *et al.*, 1990; Sugi *et al.*, 1995)。水平分解能は約280 kmで、鉛直には21層配置されている。積雲対流パラメタリゼーションにはKuo (1974)のスキームを、背の低い積雲対流の効果はTiedtke (1985)のスキームを使用している。境界層過程にはMellor and Yamada (1974)のレベル2の乱流スキームを、地表面でのフラックスの計算にはLouis *et al.* (1982)の式を用いている。また、陸面過程には、植生を考慮したSiB (Simple Biosphere) モデル(Sato *et al.*, 1989)を採用している。

海洋部分には、GFDLの海洋大循環モデル(MOM ver. 1-1)を用いている(Cox, 1984; Pacanowski *et al.*, 1990)。モデル領域は、80°N以北の北極海を除く全球海洋である。モデルの水平分解能は、東西2.0°、南北には赤道から10°以内で0.5°とし、20°S、20°Nより極側では2.0°、その間は可変格子にしている。鉛直には、18層配

置している。水平渦粘性係数は $1 \times 10^5 \text{ m}^2/\text{s}$ 、水平渦拡散係数は $1 \times 10^3 \text{ m}^2/\text{s}$ である。鉛直渦粘性、渦拡散係数は、リチャードソン数に依存する式を用いて計算している(Pacanowski and Philander, 1981)。海洋への短波放射の透過については、Paulson and Simpson (1977)の式を用いている。また、不安定が生じた場合には対流調節を行っている。モデルには海水過程が組み込まれていないため、60°N、60°Sより極側での表層の温度、塩分場は、Levitus (1982)の月平均気候値に緩和させる操作を行っている。河川流出量は陸面モデルにおいて計算をしているが、海洋への流入については考慮していない。初期の海洋は、静止状態で、温度、塩分場にはLevitus (1982)の気候値としている。大気モデルと海洋モデル間での境界条件のやり取りは一日毎に行い、積分は12年間行った。以後、この結果を通常ランと呼ぶ。

2. 実験方法

Slingo and Slingo (1991)は、大気下層の安定度、水蒸気の鉛直プロファイル、鉛直速度から下層雲の雲量を診断的に求める方法を提唱している。ペルー沖、カリフォルニア沖、アフリカ西岸沖など海洋性の下層雲が存在する海域では、寒流域のため海面水温が低く、下層の空気は冷たい。しかし、その上空では亜熱帯高気圧に伴う下降流のために暖かく、成層が強くなっている。そこでは、上下の混合が起こりにくく、下層に水蒸気が溜まりやすくなっており、下層の空気は飽和して層雲や層積雲が発生しやすくなっている(図8, 9)。図10は、海面水温を与えて大気モデルを10年間動かし得られた800 hPaと1000 hPaでの温度と湿数(水蒸気量にほぼ対応する)の差を示したものである。両者の値は、下層雲が広がるペルー沖、カリフォルニア沖、アフリカ西岸沖で、他の領域よりも大きな値を示している。ここでは、850 hPaと海面での湿数の差から下層雲の雲量を診断的に計算し、その量に応じて海面での短波放射量を減らすことにより、下層雲が結合モデルの海面水温に及ぼす影響

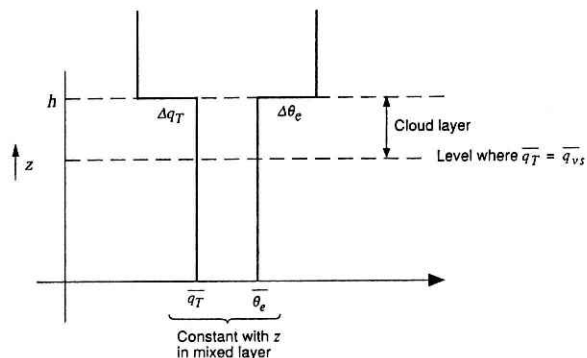


図8 下層雲が存在する海域における温位(θ)及び水蒸気(q)の鉛直プロファイルの模式図。

Fig. 8 Schematic maps for the vertical profile of potential temperature (θ) and humidity (q) in the region which marine stratus exists.

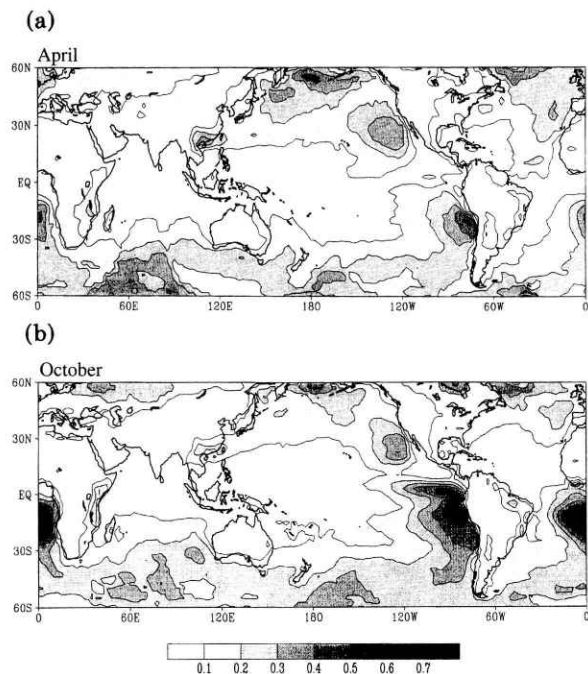


図9 観測される4月(a)と10月(b)における下層雲の雲量の分布. Philander *et al.* (1996) より引用.
Fig. 9 Maps of distributions for observed marine stratus for (a) April and (b) October (after Philander *et al.* (1996)).

を調べた。実験では、通常ランの10年目の終わりににおける状態を初期値として2年間の積分を行い、2年目の結果を通常ランの12年目の結果と比較した。

3. 結果と考察

図11は、下層雲の効果を入れた場合の4月と10月の海面水温を示したものである。全体的に海面水温が低下しているが、特に、南米沖での海面水温が低下しており、3月においても東部熱帯太平洋では、赤道の南側における海面水温が赤道の北側よりも冷たくなっている。また、南太平洋におけるITCZは一年中北側に位置している(図12, 13)。

この結果は、次のように考えられる。南米沖での海面での短波放射量を減少させたことにより、そこでの海面水温は低下する。これに伴い上向き長波放射量は減少し、そこでの気柱は冷やされる。上空では収束場となり、沈降流が発生し、比較的乾いた空気が大気下層へと運ばれることになる。その結果、海面と大気下層での水蒸気量の差は大きくなり、診断的に求まる下層雲の雲量は増加し、さらに海面水温を低下させることになる。沈降流の発生に伴い大気下層での気圧は高まり、南東貿易風が強化する(図14a, 2)。このような変化はハドレー循環の強化を伴い、赤道域では南風となり、ITCZは一年中赤道

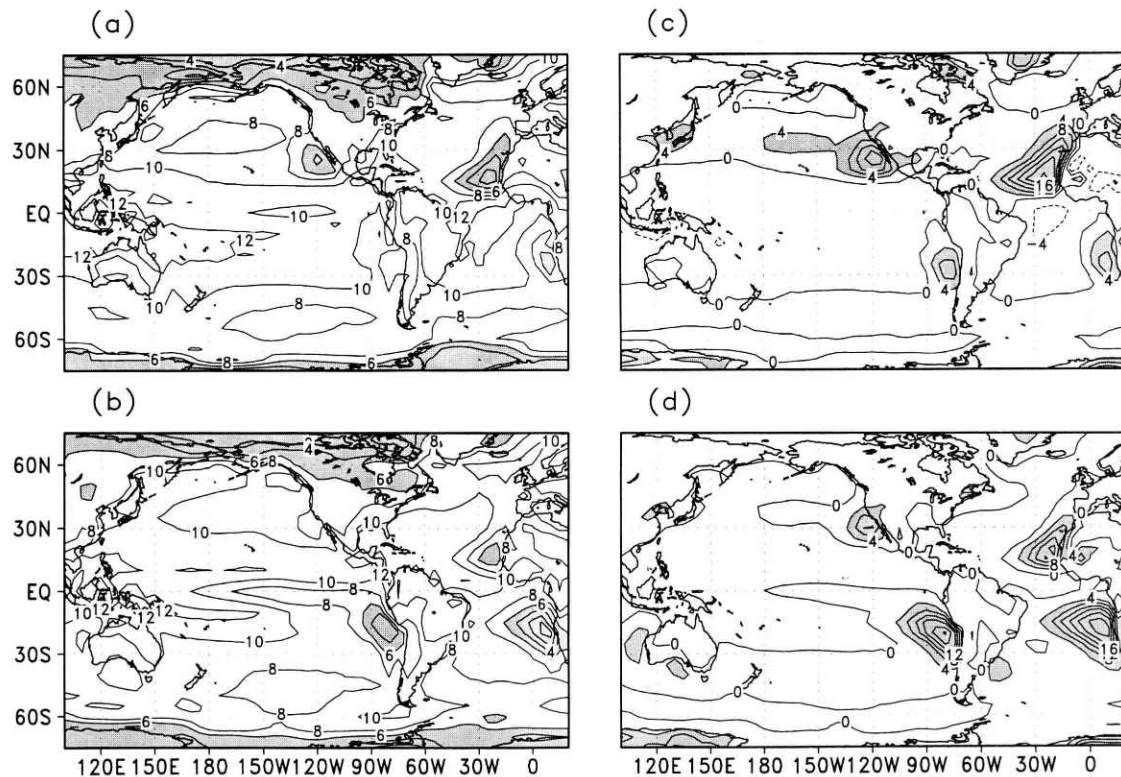


図10 大気モデルの1000hPaと800hPaにおける(a)温度差(4月), (b)温度差(10月), (c)湿数差(4月), (d)湿数差(10月)。

Fig. 10 (a) The difference of temperatures for April at between 1000hPa and 800hPa.
(b) The difference of temperature for October.
(c) The difference of dew-point depression for April.
(d) The difference of dew-point depression for October.

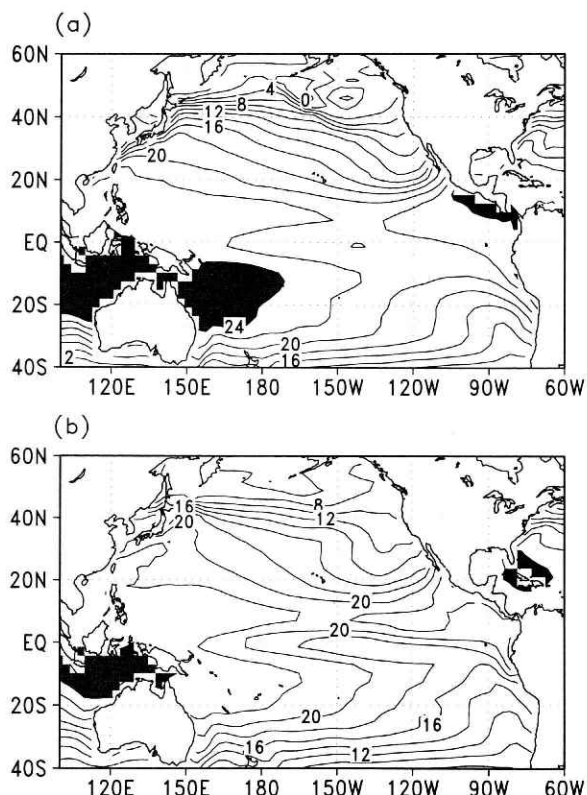


図11 下層雲による日射の遮断を考慮した場合に再現された4月(a)と10月(b)の海面水温。等値線の間隔は2°C。ハッチは24°C以上の領域を表す。

Fig. 11 Sea surface temperatures simulated in the coupled model with artificial marine stratus for (a) April and (b) October. Contour interval is 2°C, with shading >24°C.

の北側に位置することになる(図12, 13)。また、4月に10°S付近では潜熱が増加、一方10°N付近では減少傾向を示しており(図14c)、Xie and Philander (1994)の潜熱-風速フィードバックが上記の過程で働いていたと考えられる。

4. 今後の課題

今回の実験で用いた大気下層の水蒸気の鉛直プロファイルだけから診断的に下層雲を評価する方法では、実際には下層雲が存在しない場所にも下層雲が形成されてしまう問題が生じる(図10)。また、全域で海面水温が低下する問題も見られる(図11)。より現実的な下層雲の分布を得るためには、大気モデルの予報変数に雲水量を加えたり、海洋性・陸上性のエアロゾールの特徴を組み入れるなどして、適切に雲量の評価を行う必要がある。また、実際には、下層雲に伴う上空の気柱の冷却は、海面水温の低下による長波放射冷却ではなく、下層雲上端での温度低下による長波放射冷却であり、大気モデル内での雲量そのものを変更した実験を今後行う必要があると考えられる。また、下層雲の効果を考慮しても、南米沿岸の10°Sから赤道にかけての領域では、高温の歪みがほとん

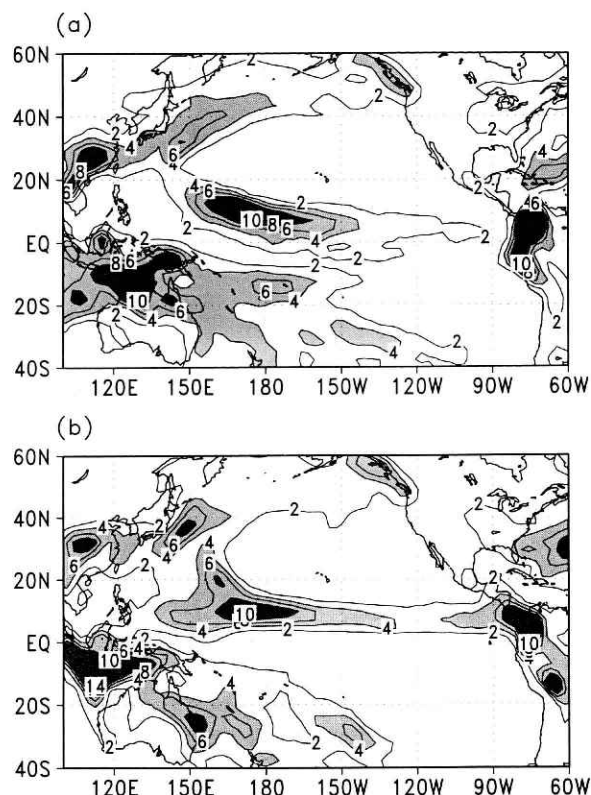


図12 下層雲による日射の遮断を考慮した場合に再現された4月(a)と10月(b)の降水量。等値線の間隔は2 mm/day。薄いハッチは4 mm/day以上、濃いハッチは8 mm/day以上の領域を表す。

Fig. 12 Precipitation simulated in the coupled model with artificial marine stratus for (a) April and (b) October. Contour interval is 2mm/day, with light shading >4mm/day and dense shading >8mm/day.

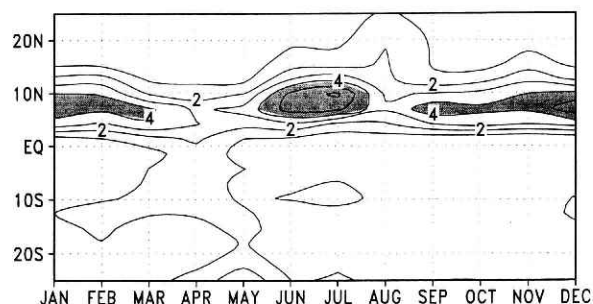


図13 下層雲による日射の遮断を考慮した場合に再現された東部熱帯太平洋(150°W-100°W)における降水量の季節変化。等値線の間隔は1 mm/day。ハッチは4 mm/day以上の領域を表す。

Fig. 13 The seasonal march of precipitation in the eastern tropical Pacific (150°W-100°W) for the coupled model with artificial marine stratus. Contour interval is 1mm/day, with shading >4mm/day.

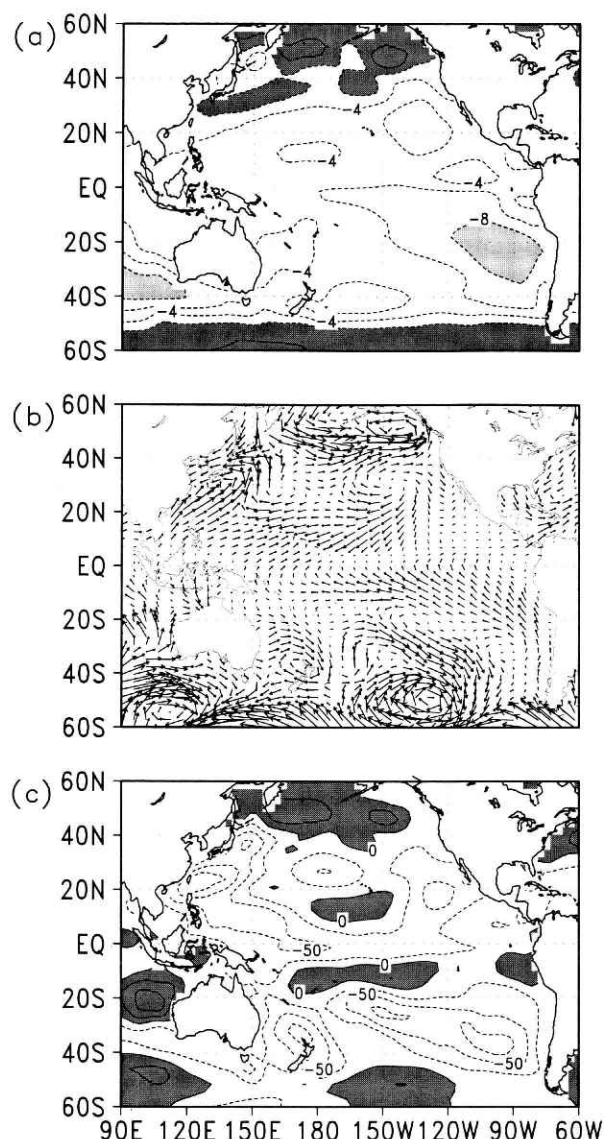


図14 4月における下層雲を考慮した場合としない場合との差，(a)海面水温，等値線の間隔は 2°C 。濃いハッチは -2°C 以上，薄いハッチは -8°C 以上の領域を表わす。(b)風応力，単位は dyne/cm^2 ，(c)潜熱，単位は W/m^2 ，ハッチは正の領域を表わす。

Fig. 14 (a) Maps of difference of SST in April between with artificial stratus and without artificial stratus. Contour interval is 2°C . (b) As in (a) but for wind stress. Unit is dyne/cm^2 . (c) As in (a) but for latent heat flux. Contour interval is $25 \text{ W}/\text{m}^2$. Positive value is in shaded region.

ど改善されていない(図 11)。この歪みの原因についても今後調べる必要があると考えられる。

謝辞

本研究は，特別研究「全球水文過程における災害予測に関する研究」の一部として行ったものです。モデルの

計算は，SGI-Cray 社の YMP-2 E で行いました。大気モデルを提供して頂いた気象庁には，深く感謝いたします。計算機の使用に関し，先端解析研究部の方や SGI-Cray 社の三上和徳氏に感謝いたします。図の作成の際，仲村千秋さんにお手伝い頂きました。感謝いたします。

参考文献

- 1) Cox, M. (1984): A primitive equations, 3-dimensional model of the ocean, GFDL Ocean Group Tech. Rep., No. 1. 143pp. GFDL/NOAA, Princeton, NJ.
- 2) Jaeger, L. (1976): Monatskarten des Niederschlags für die ganze Erde. 38pp, Berichte Deutsches Wetterdienst, Nr. 139, Offenbach.
- 3) Kuo, H.L. (1974): Further studies of influence of cumulus convection on large scale flow. J. Atmos. Sci., 31, 1232-1240.
- 4) Levitus, S. (1982): Climatological atlas of the world ocean. NOAA Prof. Paper 13, 173pp, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C.
- 5) Louis, J., M. Tiedtke and J.F. Geleyn (1982): A short history of PBL parameterization at ECMWF. Workshop on Planetary Boundary Layer Parameterization, ECMWF, 59-80.
- 6) Mechoso, C.R., A.W. Robertson, N. Barth, M.K. Davey, P. Delecluse, P.R. Gent, S. Ineson, B. Kirtman, M. Latif, H. LeTreut, T. Nagai, J.D. Neelin, S.G.H. Philander, J. Polcher, P.S. Schopf, T. Stochdale, M.J. Suarez, L. Terray, O. Thual and J.J. Tribbia (1996): The seasonal cycle over the tropical Pacific in general circulation models. Mon. Wea. Rev., 123, 2825-2838.
- 7) Mellor, G.L. and T. Yamada (1974): A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. J. Atmos. Sci., 31, 1791-1806.
- 8) Oberhuber, J.M. (1988): The atlas based on the 'COADS' data set: The budget of heat, buoyancy and turbulent kinetic energy at the surface of the global ocean. Rep. 15, 20pp. Max-Planck-Institute for Meteorology, Hamburg, Germany.
- 9) Pacanowski, R.C. and S.G.H. Philander (1981): Parameterization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans. J. Phys. Oceanogr., 11, 1443-1451.
- 10) Pacanowski, R.C., K. Dixon and A. Rsaty (1990): GFDL modular ocean model. GFDL Ocean Group Tech. Rep. No. 2, 46pp, GFDL/NOAA, Princeton, NJ.
- 11) Paulson, E.A. and J.J. Simpson (1977): Irradiance measurements in the upper ocean. J. Phys. Oceanogr., 7, 952-956.
- 12) Philander, S.G.H., D. Gu, D. Halpern, G. Lambert, N.-C. Lau, T. Li and R.C. Pacanowski, (1996): Why the ITCZ is mostly north of the equator. J. Climate, 9, 2958-2972.
- 13) Sato, N., P.J. Sellers, D.A. Randall, E.K. Schneider, J.

- Shukla, J.L. Kinter, Y.-T. Hou and E. Albertazzi (1989): Effects of inplementing the simple biosphere model in a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 2757-2782.
- 14) Slingo, A. and J.M. Slingo (1991): Response of the National Center for Atmospheric Research Community Climate Model to improvements in the representation of clouds, *J. Geophys. Res.*, **20**, 15, 341-15, 357.
- 15) Sugi, M., K. Kuma, K. Tada, K. Tamiya, N. Hasegawa, T. Iwasaki, S. Yamada and T. Kitade (1990): Description and performance of the JMA Operational Global Spectral Model (JMA-GSM88). *Geophys. Mag.*, **43**, 105-130.
- 16) Sugi, M., R. Kawamura and N. Sato (1995): The climate simulated by the JMA global model, Part I: Global Geature. Rep. of Nat. Res. Inst. for Earth Sci. and Disaster Prevention, **54**, 155-180.
- 17) Tiedtke, M. (1985): The sensitivity of the time-mean lage scale flow to cumulus convection in ECMWF model. Workshop on convection in large scale numerical models, ECMWF, 297-316.
- 18) Xie, S.P. and S.G.H. Philander (1994): A coupled ocean-atmosphere model relevance to the ITCZ in the eastern Pacific. *Tellus*, **46A**, 340-350.
- 19) Xie, S. P. (1994): The maintenance of an equatorial asymmetric state in a hybrid coupled GCM. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 2602-2612.
- 20) Xie, S.P. (1996): Westward propagaton of latitudinal asymmetry in a coupled ocean-atmosphere model. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 3236-3250.

(原稿受理：1997 年 12 月 10 日)

要 旨

気象庁の全球予報モデルと GFDL の海洋大循環モデルからなる大気海洋結合モデルを構築し、12 年間の積分を行った。結合モデルで再現された海面水温、風応力などの気候値は、概ね観測に近い状態が再現された。しかしながら、モデルの東部太平洋における海面水温は、北半球の冬から春にかけて観測に比べて高くなる欠点があり、その結果東西の温度傾度も観測に比べて小さい。この原因の一つとして、大気部分において下層雲による日射の遮断効果が考慮されていないことが考えられる。

下層雲に伴う日射の遮断効果が海面水温に及ぼす影響を調べるために、大気下層 850 hPa 以下の水蒸気の鉛直プロファイルから診断的に求めた下層雲の雲量に基づきアルベド係数を変え、海面での短波放射量の削減を行った。その結果、モデルの東部太平洋の南半球側における海面水温は低下し、南太平洋の温度の東西傾度も強まった。また、東部太平洋における熱帯収束帯 (ITCZ) の季節変化も改善された。これは、モデル内での雲の取り扱いが海面水温を再現する際に重要であることを示している。

キーワード：大気海洋結合モデル、下層雲、海面水温、熱帯収束帯